

GÉOLOGIE BCPST 1 et 2

TOUT-EN-UN

Sous la direction de P. PEYCRU, J.-F. FOGELGESANG, D. GRANDPERRIN
ET C. PERRIER :

B. AUGÈRE, J.-F. BEAUX, C. BECK, F. CARIOU, J.-M. DUPIN,
J.-L. SCHNEIDER, M. TARDY, C. VAN DER REST.

GÉOLOGIE

BCPST 1 et 2

TOUT-EN-UN

2^e édition

DUNOD

Conception et création de couverture : Hokus Pokus Créations
Maquette intérieure : Yves Tremblay

Nouvelle présentation, 2019
© Dunod, 2017
11 rue Paul Bert, 92240 Malakoff
ISBN 978-2-10-080001-8

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2° et 3° a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

Table des matières

Remerciements	XII
Avant-propos	XIII
Présentation de l'ouvrage	XV
Tableau des compétences	XX

Chapitre 1	Structure de la planète Terre	1
1.1	La structure en enveloppes concentriques de la terre	1
1.2	La terre solide, un corps rocheux silicaté et métallique	6
1.3	Les enveloppes fluides de la terre	16

Chapitre 2	La dynamique des enveloppes terrestres	21
2.1	La dynamique du manteau et de la troposphère, leur origine et leurs conséquences	21
2.2	La forme de la terre et ses enseignements sur la dynamique verticale de la lithosphère	29

TP1	Structure et dynamique du globe	37
1.1	Interprétation du géoïde	37
1.2	Anomalies gravimétriques et isostasie dans le cas d'une chaîne de montagnes	43
1.3	Connaître les hétérogénéités latérales au sein du manteau grâce à la tomographie sismique	46
1.4	Construction du géotherme	49
1.5	Exploitation de la carte du fond de l'océan Indien	53

Chapitre 3	Les risques liés à la géodynamique terrestre	62
3.1	Aléas, enjeux, risques : des concepts aux réalités spatio-temporelles très diversifiées	62
3.2	Analyse de quelques situations et application des concepts	73
Chapitre 4	Les ressources géologiques	91
4.1	Analyser la répartition des ressources géologiques	91
4.2	Mettre en rapport l'objet géologique naturel et l'objet économique que constitue la ressource : caractérisation des gisements	99
4.3	Identifier quelques enjeux et problématiques associés à l'utilisation des ressources géologiques	111
Chapitre 2	La géologie, une science historique	116
5.1	La chronologie relative	116
5.2	La chronologie absolue	128
5.3	L'échelle chronostratigraphique : synthèse des méthodes de chronologie	135
TP2	La géologie, une science historique	142
2.1	Élaboration d'une chronologie relative régionale à partir d'une analyse cartographique	142
2.2	Repérage en carte et sur affleurements de limites stratigraphiques ; interprétation	145
Chapitre 6	La carte géologique	148
6.1	les informations portées sur les cartes géologiques selon leur échelle	149
6.2.	Les méthodes pour reconstituer la structure du sous-sol et la traduire en coupe géologique	154
6.3	D'autres usages des cartes géologiques : l'établissement de l'histoire d'une région, la confrontation aux cartes thématiques	169
6.4	Les SIG, systèmes d'information géographique et géoscientifique	173
	Conclusion	175

TP3	Les cartes géologiques	178
3.1	Réalisation d'une coupe géologique en zone tabulaire	178
3.2	Réalisation d'une coupe géologique en zone plissée et reconstitution de l'histoire	180
Chapitre 7	Les modes d'expression des magmas	184
7.1	Du gisement à la roche : analyser, identifier et classer les roches magmatiques	184
7.2	Dater les roches magmatiques	192
7.3	Comprendre le dynamisme de mise en place	193
7.4	Reconnaître des associations magmatiques temporelles et spatiales	199
Chapitre 8	Les processus fondamentaux du magmatisme	204
8.1	La production des magmas primaires	204
8.2	L'évolution des liquides	238
TP4	Magmatisme	266
4.1	Reconnaître à l'échelle macroscopique ou microscopique quelques roches magmatiques	266
4.2	Détermination en carte de l'âge d'un événement plutonique : exemple du granite du Huelgoat	268
4.3	Usage d'isochrones pour dater des roches magmatiques et approcher leur origine	269
Chapitre 9	Modelés des paysages et transferts de matériaux en surface	272
9.1	L'impact des facteurs lithologiques, structuraux et climatiques sur les paysages	273
9.2	Les processus et les caractères de l'altération chimique	282
9.3	L'érosion et l'entraînement des produits ; l'influence de l'homme	298

Chapitre 10 La sédimentation des particules et des solutés	307
10.1 La sédimentation détritique ; ses caractères en fonction du milieu de dépôt	307
10.2 La sédimentation des solutés : sédiments carbonatés, sédiments siliceux, évaporites	329
Chapitre 11 Bassins sédimentaires et formation des roches	349
11.1 Du sédiment à la roche : la diagenèse	350
11.2 Organisation des corps sédimentaires au sein d'un bassin	357
11.3 Bassins sédimentaires et contextes géodynamiques	376
TP5 Le phénomène sédimentaire	386
5.1 Analyse du modelé d'un paysage en terrain cristallin	386
5.2 L'érosion en bassin sédimentaire : les gorges de la Jonte (Causse)	387
5.3 Analyse de figures sédimentaires permettant de reconstituer les caractéristiques d'un paléoenvironnement : les grès triasiques du Morvan	388
5.4 La sédimentation océanique ; exemple du Pacifique central	390
5.5 Les modalités de remplissage du Bassin parisien lors du Mésozoïque à partir de l'étude de sa bordure septentrionale	392
5.6 Analyse de la subsidence de quelques bassins sédimentaires	395
5.7 Analyse de la diagenèse des carbonates ; exemple des stylolithes	397
Chapitre 12 Déformations des matériaux de la lithosphère	400
12.1 Rhéologie de la lithosphère	400
12.2 Sismogenèse	415
12.3 Les objets de la déformation	427
Chapitre 13 Les transformations minérales du métamorphisme	442
13.1 Les associations minéralogiques indicatrices de pression et de température	442
13.2 Distribution spatiale des roches métamorphiques et variations temporelles des associations minéralogiques	461

TP6	Déformations et métamorphisme	475
6.1	Fracturation des roches et pression de confinement	475
6.2	Profil rhéologique de la lithosphère océanique	476
6.3	Reconnaissance de roches métamorphiques	476
6.4	Étude du massif de l'Agly	478
6.5	Détermination d'une histoire tectonique à partir de l'étude de 4 échantillons	482
6.6	Exploitation de données illustrant un métamorphisme de contact	485
Chapitre 14	L'océan	490
14.1	Structuration verticale de la lithosphère océanique	491
14.2	Structuration verticale de la lithosphère océanique et fonctionnement des dorsales	497
14.3	L'évolution minéralogique de la croûte océanique au contact de l'eau de mer	503
14.4	Évolution thermomécanique de la lithosphère océanique et subduction	508
14.5	La disparition de la lithosphère océanique : les marges actives	510
14.6	Les transitions océan-continent : les marges passives	515
14.7	Le couplage océan-atmosphère	520
Chapitre 15	Une chaîne de montagnes : les Alpes franco-italo-suisse	530
15.1	La structuration de l'édifice alpin : les grands ensembles lithostructuraux de la chaîne	531
15.2	Identification d'une phase d'ouverture dans l'histoire de la chaîne	540
15.3	Identification de subductions dans l'histoire de la chaîne	552
15.4	Identification de la collision dans l'histoire de la chaîne	557
15.5	Intégration de diverses informations permettant de reconstituer l'histoire géodynamique de la chaîne	571

TP7	Structuration de l'édifice alpin	578
7.1	Comment repérer une faille inverse au niveau d'un paysage ?	578
7.2	La demi-fenêtre d'Embrun et la reconnaissance d'une nappe de charriage (région d'Embrun et du lac de Serre-Ponçon)	581
7.3	La Carte de Gap au 1/250 000 et l'architecture des nappes de charriage de flysch à helminthoïdes	582
Chapitre 16	Étude de quelques grands ensembles structuraux français	587
16.1	Délimitation des grands ensembles lithostructuraux métropolitains	587
16.2	Les massifs anciens	591
16.3	Les ensembles lithostructuraux récents autres que les alpes	601
16.4	Les bassins sédimentaires	605
16.5	Les îles océaniques françaises	621
TP8	Étude de quelques grands ensembles structuraux français : les massifs anciens	636
8.1	Schéma structural d'une partie du Massif armoricain	636
8.2	Coupe géologique sur la feuille de Condé-sur-Noireau à 1/50 000	637
8.3	Schéma structural à partir de la feuille de Falaise à 1/50 000	640
8.4	Histoire géologique de la limite orientale du Massif armoricain	641
TP9	Un bassin sédimentaire : le fossé rhénan	644
9.1	Identification des caractéristiques d'un bassin à partir de la carte au millionième	644
9.2	Structure du rebord occidental du fossé	646
9.3	Analyse de la structure profonde du fossé rhénan à partir de données géophysiques	648
9.4	L'histoire du fossé rhénan à partir de l'analyse de ses sédiments	651

Fiches méthode	657
1. Lire une carte géologique	657
2. Identifier le pendage d'un plan en carte	658
3. Réaliser une coupe géologique à main levée	662
4. Construire un schéma structural	665
5. Analyser une photographie de paysage	667
6. Identifier à l'œil nu les minéraux des roches magmatiques	670
7. Identifier à l'œil nu des roches magmatiques	672
8. Identifier à l'œil nu des roches sédimentaires	676
9. Identifier à l'œil nu des roches métamorphiques	680
Glossaire	683
Bibliographie	691
Index	693

Remerciements

La rédaction de cet ouvrage a bénéficié de contributions, de conseils et de critiques constructives de la part de nombreux chercheurs et universitaires.

Que soient ici chaleureusement remerciés celles et ceux qui nous ont permis de mener à bien ce projet, tout particulièrement :

Falk AMELUNG, Professeur, department of Marine Geosciences. RSMAS/MGG, Université de Miami ;

Pierre BOIVIN, Chargé de recherche honoraire, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand ;

Daniel BRETON, Professeur de BCPST 2 au lycée Joffre de Montpellier ;

Benjamin BRIGAUD, Maître de conférences à l'Université de Paris-Sud ;

Jean-Paul CADET, Professeur émérite, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI) ;

Eric CALAIS, directeur du département de géologie de l'ENS d'Ulm ;

Anny CAZENAVE, Chercheur au Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS) CNES & Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse ;

Georges CEULENEER, Géologue, Président de IODP-France, Géosciences Environnement Toulouse (GET), Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse ;

Jean-François DECONINCK, Professeur à l'Université de Bourgogne ;

Matthieu EMOND, Professeur de physique-chimie au lycée Ste Geneviève de Versailles ;

Nathalie FEUILLET, Physicienne Adjointe à l'Institut de Physique du Globe de Paris ;

Anne JURAS, Professeur de SVT au lycée P. Picasso de Fontenay-sous-Bois ;

Yves LAGABRIELLE, Directeur de recherches au CNRS, Géosciences Rennes UMR 6118 Université Rennes 1 ;

Jean-Marc LARDEAUX, Professeur, Université de Nice Sophia-Antipolis ;

Yves LE BISSONNAIS, Directeur de recherche, LISAH, INRA de Montpellier ;

Gianreto MANATSCHAL, Professeur de tectonique IPGS – EOST ;

Christian NICOLLET, Professeur à l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand

Gwenn PÉRON-PINVIDIC, Professeur, Geological Survey, Trondheim, Norvège ;

Bernard PLATEVOET, Maître de conférences à l'Université de Paris-Sud ;

Jean-Claude PONS, Maître de conférences honoraire à l'Université de Bordeaux 1 ;

Marina RABINEAU, Chercheur au CNRS-UMR 6538, Domaines océaniques : Transferts sédimentaires ;

Satish SINGH, Professeur à l'Institut de Physique du Globe de Paris ;

Matthieu SYLVANDER, Sismologue, Réseau de Surveillance Sismique des Pyrénées, IRAP/Observatoire Midi-Pyrénées/Université Paul Sabatier, Toulouse ;

Michel TESSON, Professeur à l'Université de Perpignan ;

Isabelle THINON, Chef du projet « Projet RGF - Plateau Continental » au BRGM ;

Frédéric Simien et Emeline Canizares du **BRGM** (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) ;

Clara Cardenas de la **CCGM** (Commission de la Carte Géologique du Monde) ;

La société Vermilion Energy, Parentis-en-Born.

Nos remerciements s'adressent aussi à l'équipe éditoriale, **Emmanuelle Chatelet** et **Eric d'Engenières** qui ont à nouveau largement collaboré à la réalisation de cet ouvrage.

Les questions, les difficultés et les idées de nos étudiants ont nourri notre réflexion. Nous souhaitons que cet ouvrage constitue un outil efficace pour leur formation. Enfin, nous n'oublions pas nos proches, qui cette fois encore, ont accepté patiemment l'intrusion de notre activité professionnelle dans la vie familiale.

Avant-propos

Le manuel « Géologie Tout-en-Un 1^{re} et 2^e années BCPST » a été rédigé par une équipe composée de professeurs de classe préparatoire BCPST et d'universitaires. Il présente de nombreuses nouveautés par rapport à l'édition précédente.

S'il garde une structure comparable à celle du manuel antérieur, cet ouvrage est proposé en quadrichromie dans son intégralité. Les schémas, originaux, sont ainsi davantage mis en valeur et leur lecture est plus agréable et plus facile. Les clichés photographiques ainsi que les extraits de cartes sont tous disposés au fil du texte du chapitre ou du TP.

L'option choisie, pour l'ensemble de l'ouvrage, est de proposer de nombreux exercices, utilisant des documents variés, dont de nombreux **extraits de cartes**, en accord avec les nouvelles modalités des épreuves écrites et orales des concours.

La présentation du programme est également nouvelle. Chacun de ses items est clairement affiché au début du paragraphe de cours ou du TP qui l'illustre. Il apparaît dans un cartouche sur fond coloré, portant la mention « Connaissances clés » ou « Capacités exigibles ».

La présentation du **cours** est différente. Chaque point important du programme est abordé sous la forme d'**applications** (exercices d'analyse de documents comportant un énoncé suivi d'un corrigé) précédées éventuellement de **notions initiales** exposant les connaissances nécessaires pour la résolution des applications et suivi d'un **bilan** qui résume les idées importantes dégagées de l'analyse des documents et propose une **généralisation**. Les compétences mises en jeu pour chacun de ces exercices sont indiquées dans un encadré. Elles reprennent le libellé de celles qui figurent dans l'introduction du programme.

Les « liens » avec d'autres chapitres ou avec d'autres disciplines, mentionnés dans le programme, sont repris et parfois complétés, sous la forme d'un encadré à la fin du cours.

Les **travaux pratiques**, exposés à la suite de la partie de programme qu'ils illustrent, présentent des applications complémentaires.

Un **glossaire** en fin d'ouvrage regroupe les définitions de termes essentiels.

Les **rabats de couverture** permettent au lecteur de trouver des documents généraux utiles dans les divers domaines du programme dont : l'essentiel de la légende de la carte de France au millionième, un extrait de cette carte relatif aux Alpes Occidentales, une échelle stratigraphique...

Divers points, déjà présents dans les ouvrages précédents, ont été repris. La page d'entrée de chapitre comporte le plan et l'introduction rédigée conformément aux attentes exposées dans les comptes rendus de concours. Le texte, aéré, présente une marge conséquente où sont indiqués les renvois vers d'autres chapitres. La partie « Réviser » regroupe un résumé général, « l'essentiel », une figure de synthèse, les mots-clés et une rubrique de mise en garde sur les erreurs à ne pas commettre. Diverses « Fiches méthodes » relatives à l'analyse d'un document, d'un échantillon... sont également proposées.

Les auteurs

Les ressources géologiques

Chapitre 4

Plan

- 4.1 Analyser la répartition des ressources géologiques
- 4.2 Mettre en rapport l'objet géologique naturel et l'objet économique que constitue la ressource : caractérisation des gisements
- 4.3 Identifier quelques enjeux et problématiques associés à l'utilisation des ressources géologiques

Introduction

Depuis toujours, l'homme exploite des substances extraites des enveloppes terrestres et notamment de la lithosphère : ce sont des **ressources** naturelles. Qu'il s'agisse d'eau douce puisée dans le sous-sol ou captée à partir de sources, des matières issues de mines ou de carrières, ou de sources d'énergie, ces ressources géologiques sont nécessaires à l'homme pour ses besoins et ses activités (agriculture, industrie).

Au-delà de la diversité de leur nature, de leur mode d'exploitation ou de leur utilité pour l'homme, ces ressources sont toutes extraites de « gisements » dont les caractères posent questions :

- Quelles sont les principales ressources géologiques exploitées par l'homme et comment sont-elles réparties à la surface de la Terre ?
- Quels sont les caractères des gisements dont elles sont extraites et en quoi les connaissances géologiques relatives à ces gisements conditionnent-elles leur exploitation par l'homme ?
- Quels sont les grands enjeux et les problématiques associés à leur exploitation ?

Après avoir présenté de manière succincte la diversité des ressources géologiques et de leur usage, nous étudierons leur répartition et les conséquences qui y en découlent quant aux modalités de leur utilisation. Nous présenterons ensuite, de manière non exhaustive, les caractères généraux de leurs gisements et aborderons quelques-uns des grands mécanismes géodynamiques expliquant leur formation, dont la connaissance conditionne leur recherche et leur exploitation. Nous illustrerons enfin quelques problématiques et enjeux liés à l'exploitation de ces ressources.

4.1 ANALYSER LA RÉPARTITION DES RESSOURCES GÉOLOGIQUES

Connaissances clés

L'homme puise dans les enveloppes terrestres solides de très nombreuses ressources inégalement réparties : eau, matériaux, minerais, ressources énergétiques. Ces inégalités conduisent à une adaptation de l'activité humaine aux conditions locales et à de nombreux échanges planétaires.

Capacités exigibles

- Montrer la diversité des ressources et l'indigence des disponibilités locales.
- Montrer l'existence de conséquences de cette inégalité sur l'activité humaine.
- Aucune exhaustivité n'est exigible. Aucun exemple précis n'est imposé ; dans la mesure du possible, certains exemples seront pris dans le contexte régional. Seule leur présentation très globale pourra être attendue.

Pour présenter la diversité de ces ressources et aborder le problème de leur répartition, nous les classerons de manière simplifiée en trois catégories : les ressources énergétiques, les ressources non énergétiques, et l'eau douce.

91

Les connaissances clés

Les capacités exigibles

Des renvois ponctuels en marge aux autres parties du programme

Les liens avec les autres chapitres et TP

Chapitre 16 - Étude de quelques grands ensembles structuraux français

Voir chapitre 3, application 3.6

émissions à la verticale et sur plusieurs heures de ponces qui retombent tout autour du volcan) le rend particulièrement dangereux et la forte densité de population entraîne un risque particulièrement élevé. Ainsi trois niveaux de risques volcaniques sont retenus en fonction de la fréquence et de l'intensité des éruptions : (1) les risques fréquents et modérés, qui ont lieu tous les dix à cinquante ans, et qui sont relativement localisés sur le volcan (ex. du phréatomagmatisme de la Soufrière en Guadeloupe) ; (2) les risques forts, dont l'effet destructeur est fonction de la distance au volcan et dont la fréquence oscille entre cent et mille ans (éruptions pliniennes ou péliennes de la montagne Pelée par ex.) ; (3) les risques majeurs relevant d'éruptions qui surviennent à intervalles de plusieurs milliers d'années et qui peuvent affecter l'ensemble de l'île, surtout si sa taille est modeste.

La prévision à court terme requiert une surveillance volcanologique permanente qui fait appel à la conjonction de méthodes géophysiques (surveillance sismologique, magnétique, gravimétrique, thermique, géodésique...) et géochimiques (analyse des gaz et des eaux). La prévention repose sur divers niveaux d'alerte, de plans d'urgence, et sur des aménagements visant à réduire la vulnérabilité des lieux.



FIGURE 16.27 (a) La montagne Pelée et son dôme d'andésite en Martinique ; (b) un exemple de dépôts des éruptions de type plinien (nappe de ponces).

(a) L'éruption de mai 1902 due à l'origine de la destruction totale de la ville de St Pierre : elle provoqua la mort de 28 000 personnes ; (b) 1 - lit de cendres et lapillis ; 2 - dépôt de lahars (cendres et ponces de coulée boueuse) ; 3 - nappe de ponces (les trous ont été occasionnés par les boulets de canon des navires anglais qui tentèrent de reconquérir la Martinique au XIX^e, à une époque où St Pierre en était la capitale économique) ; 4 - coulée de ponces.

Liens

- Cours : ch. 3 ; ch. 6 ; ch. 12 ; ch. 13 ; ch. 14 ; ch. 15.
- TP : TP3, TP6, TP7, TP8 et TP9.

2.1.2 Conséquence d'un gradient thermique au sein des enveloppes fluides : les mouvements convectifs du manteau et de la troposphère à l'origine d'un transfert de chaleur

Capacités exigibles

- Citer les principales sources de chaleur interne du globe.
- Relier les propriétés des péridotites mantelliques ou du mélange gazeux atmosphérique à l'existence d'une convection.
- Construire, à l'aide de données adéquates, un gradient géothermique.
- Commenter un géotherme.

Notions initiales

Deux modalités de transfert thermique sont possibles : la **conduction** et la **convection** des matériaux. Par **conduction**, le transfert thermique se réalise de proche en proche par échange d'énergie cinétique entre particules voisines dont les vitesses d'agitation sont différentes sans **mouvement global de la matière**. La conduction est un transfert de type diffusif et concerne avant tout la lithosphère.

Alors que leurs constituants sont également l'objet de transferts thermiques conductifs, le manteau infralithosphérique et la troposphère sont tous deux animés en plus par des mouvements de convection c'est-à-dire à la **mise en mouvement global de la matière**. Les transferts thermiques ainsi réalisés au sein de chacune de ces enveloppes sont beaucoup plus efficaces et s'ajoutent aux transferts conductifs qui les affectent. L'animation convective est rendue possible par la nature du fluide, l'épaisseur de la couche considérée et la différence de température qui existe entre la base et le sommet de la couche. Le nombre de Rayleigh tend compte de cette aptitude à convequer. Pour le manteau infralithosphérique, l'idée de mouvements convectifs est corroborée par les données de la tomographie sismique.

Voir TP4, § TPL4, question 6

Voir TPI § TPI3

Compétences 1.1, 2.1 et 2.2

Application 2.2 Fonctionnement atmosphérique dans l'océan Pacifique

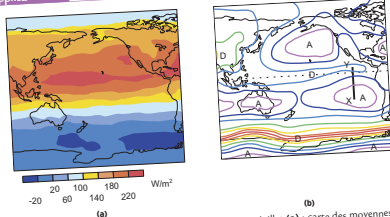


FIGURE 2.1 Bilan radiatif net au niveau du Pacifique en juillet (a) ; carte des moyennes des pressions atmosphériques (en hPa) dans la région du Pacifique en juillet (b).
(b) Vitesse : 1020 ; bleu foncé : 1015 ; bleu clair : 1010 ; vert : 1005 ; jaune : 1000 ; orange : 995 ; rouge : 990 ; A : anticyclone ; D : dépression. En pointillés : équateur.

23

Chapitre 2 - La dynamique des enveloppes terrestres

1. Commentez le **bilan radiatif net** (= différence entre le flux solaire absorbé et le flux thermique émis vers l'espace à la surface de la Terre) au niveau de l'océan Pacifique en juillet (figure 2.1a).
2. Localisez les zones de hautes pressions et celles de basses pressions atmosphériques sur la carte de la figure 2.1b et expliquez le lien entre les pressions mesurées et le bilan radiatif terrestre (figure 2.1a).
3. Les alizés sont des vents très réguliers de la zone inter-tropicale soufflant du sud-est vers le nord-ouest en hémisphère Sud et du nord-est vers le sud-ouest dans l'hémisphère Nord. Les vents rééquilibrent les pressions en déplaçant les masses d'air des zones de haute pression vers celles de basse pression (§ 2.1.3b).
4. Schématiser le mouvement convectif des masses d'air de la troposphère le long du trait de coupe X-Y (figure 2.1b).

Les vents de surface poussent les masses d'eau superficielles.

Quelle est la direction des courants marins superficiels dans l'océan Pacifique au niveau de l'équateur ?

Corrigé

1. Le bilan radiatif est fortement positif au niveau équatorial. Il diminue de part et d'autre de l'équateur vers le nord comme vers le sud atteignant une valeur plus de 10 fois plus faible. Cette répartition hétérogène crée un déséquilibre thermique qui est le moteur de la mise en mouvement des masses d'air de la troposphère.
2. Les zones de hautes pressions (= anticyclones notés A sur la figure 2.1b) sont celles où de l'air descend vers la surface de la Terre contrairement aux zones de basses pressions (= dépressions notées D sur la figure 2.1b) au niveau desquelles les masses d'air sont ascendantes. L'air chaud, moins dense, tend à monter en altitude. C'est la situation de la zone équatoriale caractérisée par un bilan radiatif très fortement positif. L'air se réchauffe et monte : c'est une zone de basses pressions. Au contraire, vers les pôles, le bilan radiatif faible explique la région de hautes pressions. Ce dernier tend à descendre vers la surface de la Terre : c'est une zone de hautes pressions atmosphériques.
3. L'atmosphère est le siège de cellules de convection (figure 2.2). Les alizés dans cette hémisphère vont du sud-est vers le nord-ouest et déplacent l'air de la zone de hautes pressions i.e. le point X vers la zone de basses pressions i.e. le point Y.
4. Les alizés se dirigent en hémisphère Nord du nord-est vers le sud-ouest et dans l'hémisphère Sud du sud-est vers le nord-ouest (figure 2.2). Ainsi, ils poussent les masses d'eau superficielles de l'est vers l'ouest à l'équateur.

voir chapitre 14

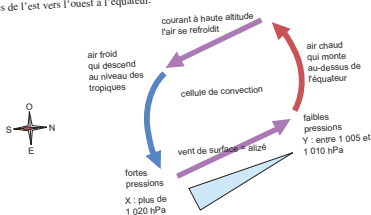


FIGURE 2.2 Une cellule de convection de l'air dans l'hémisphère Sud.

Les notions initiales requises pour résoudre l'application

L'application est intégrée au cours avec en marge l'indication des compétences associées

Le bilan résume les idées importantes dégagées par l'analyse des documents

Chapitre 4 - Les ressources géologiques

Remarque : la nappe des sables albiens du Bassin parisien est l'une des plus importantes des nappes exploitables dans les bassins sédimentaires en France. Elle couvre près de 100 000 km², contient approximativement 400 milliards de m³ d'eau (à rapporter au prélèvement annuel total des eaux souterraines en France proche entre 20 et 25 milliards de m³), et l'eau s'y écoule à la vitesse de 2 m/an.

Bilan et généralisation

Les aquifères des régions sédimentaires et les aquifères alluviaux sont avant tout constitués de formations sédimentaires poreuses et perméables dans lesquelles l'eau peut circuler sur de grandes distances.

À l'opposé, les roches cristallines telles que les granites et les gneiss ont des **porosités** et des **perméabilités** très limitées et seule la fracturation de ces roches contribue à leur capacité de contenir et de laisser circuler des eaux souterraines avec un débit souvent limité.

Ces différences expliquent en grande partie l'inégale répartition des ressources en eaux souterraines à la surface des continents et notamment entre régions bénéficiant de cumuls de précipitations semblables.

De plus la température des eaux souterraines est d'autant plus élevée que celles-ci sont profondes en lien avec l'existence d'un **gradient géothermique**. Dans les régions sédimentaires, la porosité et la perméabilité (liée à la nature des roches ou à leur fracturation) des aquifères permettent d'exploiter des eaux chaudes et plus ou moins profondes pour des usages domestiques (chauffage notamment). Dans les secteurs où le gradient géothermique est particulièrement élevé en relation avec du magmatisme, ou de l'hydrothermalisme, ces mêmes propriétés permettent de récupérer des eaux souterraines beaucoup plus chaudes utilisables, entre autres, pour la production d'électricité (exemple du gisement de Bouillante, figure 4.8).

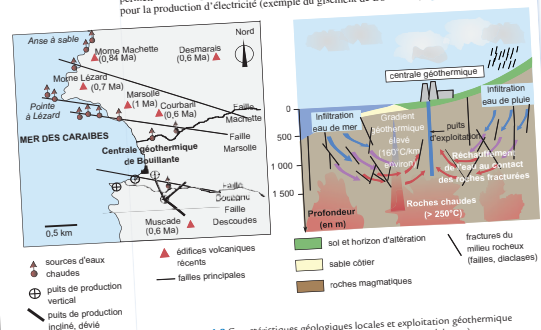


FIGURE 4.8 Caractéristiques géologiques locales et exploitation géothermique de « haute énergie » sur le site de Bouillante (Guadeloupe).

Le corrigé détaillé de l'application

Réviser

L'essentiel

L'homme extrait de la croûte terrestre de très nombreuses ressources inégalement réparties : de l'eau, des matériaux, des minerais, ainsi que des ressources énergétiques. Alors que certaines d'entre elles sont utilisées au plus près de leur gisement (eau, énergie géothermique), la plupart des autres donnent lieu à de nombreux échanges planétaires (pétrole, gaz, charbon, uranium, minerais et parfois même granulats). Quel que soit la ressource, elle est toujours extraite d'un gisement, objet géologique disposant de propriétés originales : perméabilité pour les aquifères et les roches réservoirs d'hydrocarbures, teneur anormalement élevée et en général très supérieure au Clarke des substances considérées pour les minerais. Ces propriétés peuvent permettre à certains moments la rentabilité de son exploitation dans des contextes technologique (techniques de prospection et d'exploitation) et économique (valeur à laquelle se négocie la ressource) favorables.

Les connaissances géologiques relatives aux caractéristiques des gisements (contextes géodynamiques de leur localisation, natures et structures des terrains propices à constituer de bons gisements, etc.) permettent d'optimiser sans cesse les méthodes d'exploitation des gisements déjà connus et d'affiner la prospection de nouveaux gisements. Ces connaissances permettent également de prendre en considération les impacts éventuels de ces recherches et de ces exploitations sur l'environnement, d'essayer de les inscrire dans le cadre d'un développement durable en préservant notamment la ressource vitale qu'est l'eau.

Attention

- Ne confondez pas ressources et gisements.
- N'oubliez pas que les conditions économiques d'un gisement peuvent évoluer au cours du temps et qu'un gisement a pu être rentable, ne plus l'être, et qu'il peut le redevenir en relation avec l'évolution de la valeur du produit exploité ou des techniques d'extraction.
- Pensez au fait qu'avec l'exploitation des minerais métalliques (et autres produits semblables comme les terres rares), se sont constitués de nouveaux gisements : les stocks de métaux transformés (produits usagés, résidus de transformation) pour lesquels des actions de recyclage peuvent être développées ou mises en place.

Mots-clés

- Aquifère
- Clarke
- Carrière
- Combustible fossile

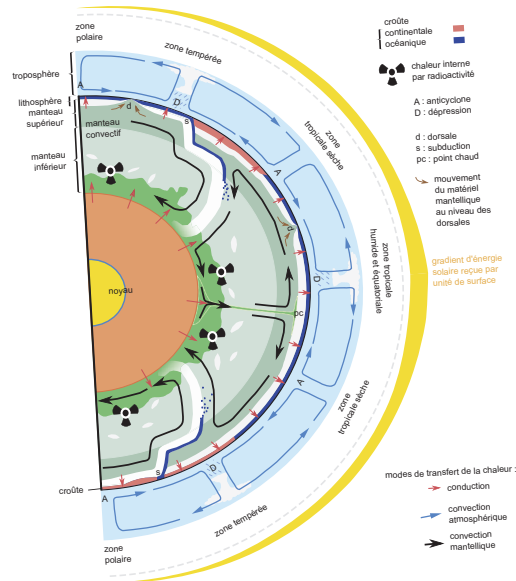
- Géothermie
- Gisement
- Granulat
- Matériau

- Mine
- Minéral
- Nappe

Une partie pour réviser avec :

- ➔ le résumé du chapitre
- ➔ les pièges à éviter
- ➔ les mots-clés

Figure de synthèse



Énergie et dynamique des enveloppes terrestres.

Une figure de synthèse sur l'ensemble du chapitre

> Des TP richement illustrés

TP 1

Compétences
1.1, 2.1 et 2.3

TP1.2 Anomalies gravimétriques et isostasie dans le cas d'une chaîne de montagnes

Capacités exigibles

Capacités exigibles

Les écarts entre le champ de pesantier mesuré et le champ de pesantier calculé ont conduit à différents calculs de correction. Les anomalies de Bouguer peuvent être reportées sur une carte ou sur une coupe.

1. Décrivez les variations principales des anomalies de Bouguer en France métropolitaine (figure TP1.6).

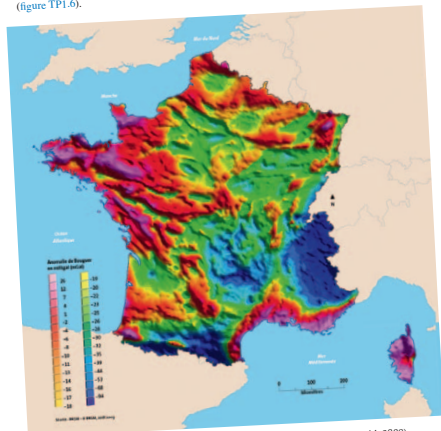


FIGURE TP1.6 Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer (© BRGM, 2009).

Le Briançonnais, les massifs de la Vanoise et du Grand Paradis sont situés dans les Alpes. Une carte géologique établit les anomalies de Bouguer à travers cette région (figure TP1.7).

43

TP 4

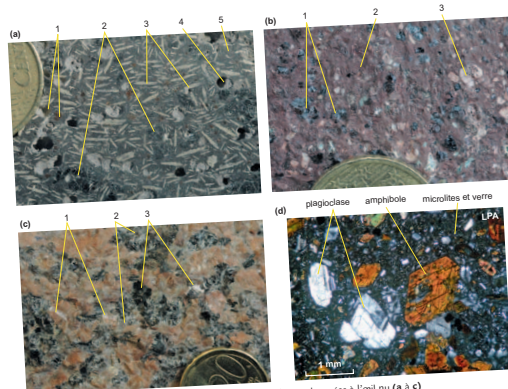


FIGURE TP4.1 Quelques roches magmatiques observées à l'œil nu (a à c) ou au microscope polarisant (d), en LPA.

(b) La texture est toujours **microlitique porphyrique** et deux types de phénocristaux prédominent ; les uns (n° 1) à éclat vitreux, gras, et cassures quelconques, sont typiques du quartz ; leur couleur sombre tient ici au fait qu'ils sont inclus dans une mésostase colorée, rouge brique (n° 2) ; les autres (n° 3) sont d'un blanc rosé et bien clivés (surfaces brillantes) ; ce sont des **microcline** avec une **rhovélite**.

(c) Cette roche est totalement cristalline; sa texture est grenue. Les minéraux majoritaires feldspaths potassiques, la roche est donc une **ryholite**.
 (e) Cette roche est totalement cristalline; sa texture est grenue. Les minéraux majoritaires feldspaths potassiques, la roche est donc une **ryholite**.
 (f) Cette roche est totalement cristalline; sa texture est grenue. Les minéraux majoritaires feldspaths potassiques, la roche est donc une **ryholite**.

(d) Cette lame mince se caractérise par une **texture microlitique porphyrique** de roche volcanique, riche en phénocrastes de deux types, plagioclases et amphiboles. La mésostructure est celle d'une **andésite**.

est riche en microlites. Cette minéralogie est celle d'une **andésite**.

2. La teneur en silice est le fait d'une roche intermédiaire ce que confirment la faible proportion de MgO et la teneur notable en alcalins, signes d'une certaine différenciation magmatique. Le quartz ne peut pas être présent en conséquence. Cette composition chimique peut ainsi être attribuée à une andésite (ou à son équivalent plutonique, la diorite) soit à la roche (d) de la **figure TP4.1**.

267

363

**> Des fiches méthodes
qui regroupent des conseils**

2 Identifier le pendage d'un plan en carte

1. Définition et mesure du pendage d'un plan

Le pendage est l'angle que fait la ligne de plus grande pente d'une surface avec un plan horizontal. Les surfaces géologiques sont de nature variée : surfaces délimitant des couches sédimentaires ou surfaces de stratification, surfaces de rupture ou failles, plans de schistosité... Dans la mesure où on assimile chaque surface à un plan, trois éléments de la géométrie dans l'espace ; ce sont :

- la **direction de l'horizontale du plan** dont la valeur angulaire mesurée par rapport au Nord géographique dans le sens horaire constitue l'**azimut** ;
- le **sens du pendage, direction de la ligne de plus grande pente, orientée vers le bas** ;
- la **valeur du pendage ou inclinaison, angle dans un plan horizontal** ;

Sur le terrain (figure 1a), les directions de l'horizontal et de la ligne de plus grande pente sont obtenues à l'aide d'une boussole : sa lecture fournit l'azimut de toute horizontale du plan par rapport au Nord (mesure dans le sens horaire) et il suffit d'y ajouter (ou d'y retrancher) 90° pour obtenir la direction de la ligne de plus grande pente. L'inclinaison est quant à elle déterminée à l'aide d'un

2. Report sur carte ; le symbole T

Lorsqu'il s'agit de strates (ou de plans de schistosité), les mesures sont reportées sur la carte sous forme d'un symbole T et d'un chiffre associé (figure 1b) : la barre « horizontale » représente la direction de l'horizon-

tales du plan ; la barre « verticale » indique le sens du pendage ; le chiffre adjoint correspond à la valeur en ‰ du pendage ou inclinaison.

Sur la **figure 1b**, l'azimut de la barre « horizontale » est N 30° (ou approximativement N-E) et celui de la barre « verticale » N 120° ; le chiffre 50 désigne le pendage en degrés. L'usage courant préfère à l'expression en degrés d'une direction le recours aux principaux points cardinaux. Pour le sens du pendage qui est l'indication déterminante, la simple désignation S-E convient. La notation finale de l'orientation de ce plan est en définition la suivante : N 30-50°SE.

Toutefois le report en carte du pendage sous forme d'un T n'est pas systématique (il ne concerne jamais les failles par exemple) et surtout il n'apparaît qu'en quelques endroits.

Il importe donc de disposer d'autres outils pour estimer l'impact de la déforestation sur l'intégralité d'une carte.

3. Détermination du pendage en l'absence d'indication

Le moyen le plus simple consiste à analyser les relations géométriques entre les tracés des courbes de niveau et ceux des contours des unités stratigraphiques (traits noirs fins) ou des plans de failles (traits noirs épais). Les rapports géométriques entre ces traces sont en effet caractéristiques du sens du pendage et de sa valeur. C'est au passage des vallées que ces tracés sont tout particulièrement révélateurs du pendage (horizontal, plissé, plissé à biseaux), comme le montre la figure 2.

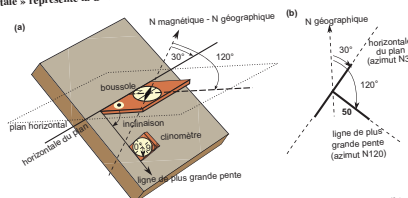
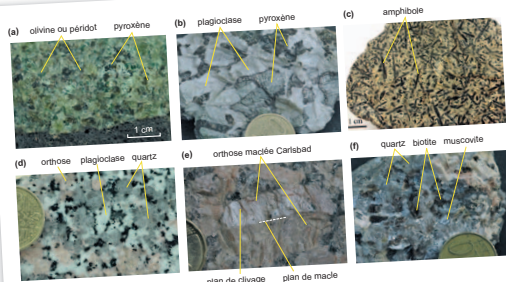


FIGURE 1 Relevé du pendage d'une couche (a) et report sur carte par le symbole T (b).

658

Fiche 6



plan de clivage plan de macle

FIGURE 1 Aspect macroscopique des principaux minéraux des roches magmatiques (photo c : B. Platevoet).

TABLEAU 1 Les critères d'identification des principaux minéraux des roches magmatiques.

Critères	Olivine	Pyroxène	Amphibole	Feldspaths	Quartz	Micas
Couleur-éclat	jaune-vert éclat vitreux	noir éclat métallique parfois	noir	blanc voire rosé (orthose) ou verdâtre (plagioclase)	translucide, ton gris fumé, éclat vitreux	blanc nacré (muscovite) ou noir (biotite) ; éclat métallique
Forme	en grains	prismes trapus	aiguilles ou bâtonnets	prismes ou lattes	xénomorphe souvent	tablettes hexagonales
Durété D	$D > D_{\text{musv}}$	$D \geq D_{\text{musv}}$	$D > D_{\text{musv}}$	$D > D_{\text{musv}}$		$D < D_{\text{musv}}$
Cassure	quelconque (craquelures)	(2 familles de clivages à 90°)	(2 familles de clivages à 120°)	clivages plus ou moins nets	quelconque (craquelures)	clivages très nets
Macie		(macie possible)		macie de Carls- bad (orthose) ou multiple (plagioclase)		

* la distinction à l'œil nu entre amphiboles et pyroxènes est très difficile ;

La calidad con anterioridad es un delito.

671

Des cartes du Bureau de Recherches Géologiques et Minières

Chapitre 16

Compétences
2.1 et 3.1

TP2.2 Repérage en carte et sur affleurements de limites stratigraphiques ; interprétation

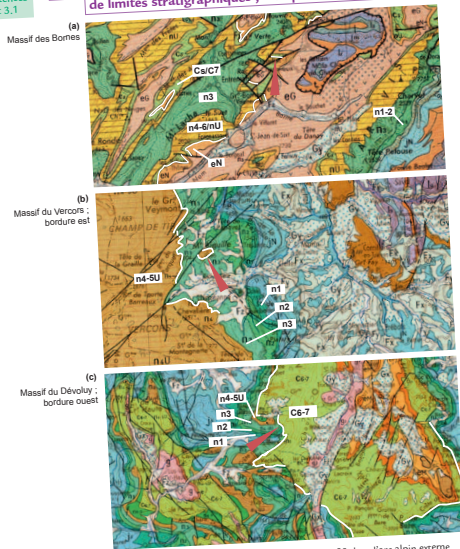


FIGURE TP2.3 Extraits de cartes géologiques au 1/250 000 dans l'arc alpin externe (a) Annecy ; (b) et (c) Valence - © BRGM, 1980.

n1, n2, et n3 désignent des formations sédimentaires du Crétacé inférieur, correspondant aux étages Berriasien, Valanginien, et Hauteriviens respectivement (sur le site a, les niveaux n1 et n2 sont regroupés sous l'unité n1-2) ; n4-SU, n4-6 ou nU désignent une formation d'âge Barremien-Aptien caractérisée ici par les facies « Urgonien » ; C6-7 (site a) et C6-7 (site c) désignent des formations du Campanien (Massorhien) ; « eN » désigne la base de l'étage e7 de l'Eocène (Priabonien). Toutes les roches sédimentaires mentionnées sont marines.

145

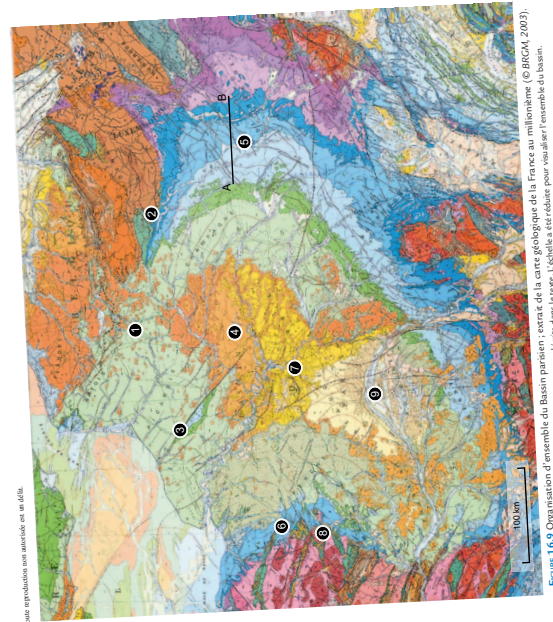


FIGURE 16.9 Organisation tectonique du Bassin parien ; extraits de la carte géologique de la France au millionième (© BRGM, 2003). Les numéros portés sur la carte renvoient aux sections décrites dans le texte. L'échelle a été réduite pour faciliter l'ensemble du bassin.

607

Des cartes de la Commission des Cartes Géologiques du Monde

TP 1

TP 1 - Structure et dynamique du globe

MAP OF THE INDIAN OCEAN - STRUCTURAL MAP (SHEET 2) CARTE DE L'OCEAN INDIEN - CARTE STRUCTURALE (FEUILLE 2)

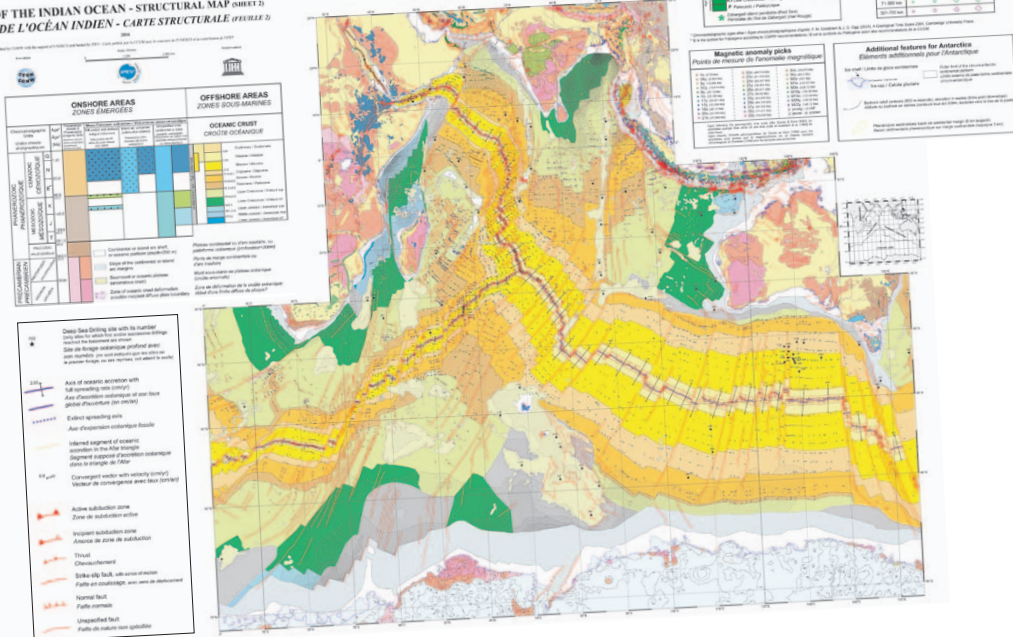


FIGURE TP1.18 Carte structurale de l'océan indien, feuille 2 (© CCGM, 2004).

54

55

Tableau des compétences

Il s'agit des compétences à acquérir telles qu'elles sont indiquées dans le programme officiel.
Au cours de l'ouvrage, en regard de chaque exercice, sont indiquées les compétences mobilisées.

1. Compétences qui relèvent de la capacité à analyser une situation et poser une problématique

- 1.1 Conduire une analyse de situation par une démarche de type « diagnostic »
 - 1.1.1 recueillir, exploiter, analyser et traiter des informations
 - 1.1.2 observer et explorer
 - 1.1.3 analyser et hiérarchiser
 - 1.1.4 organiser et proposer une démarche diagnostic
 - 1.1.5 présenter la démarche
- 1.2 Poser une problématique
 - 1.2.1 identifier le problème sous ses différents aspects, dans son environnement technique, scientifique, culturel
 - 1.2.2 développer une pensée autonome

2. Compétences qui relèvent de la capacité à résoudre une problématique par l'investigation et l'expérimentation

- 2.1 Conduire une démarche réflexive d'investigation
 - 2.1.1 mobiliser les connaissances scientifiques pertinentes pour résoudre le problème, du champ disciplinaire ou d'autres disciplinaires
 - 2.1.2 identifier les différentes approches et concepts dans le traitement d'une question
 - 2.2.3 structurer un raisonnement et maîtriser des relations de causalité
 - 2.1.4 construire une démonstration en suivant d'une progression logique
 - 2.1.5 maîtriser la méthode exploratoire, le raisonnement itératif
- 2.2 Conduire ou analyser une expérimentation
 - 2.2.1 déterminer les paramètres scientifiques pertinents pour décrire une situation expérimentale
 - 2.2.2 évaluer l'ordre de grandeur des phénomènes et de leurs variations
 - 2.2.3 élaborer un protocole expérimental
 - 2.2.4 réaliser une manipulation
 - 2.2.5 mettre en œuvre des règles de sécurité et de déontologie
 - 2.2.6 effectuer des représentations graphiques et présenter les résultats

- 2.2.7 analyser les résultats de façon critique (sources d'erreur, incertitudes, précisions)
- 2.2.8 proposer des améliorations de l'approche expérimentale

2.3 Annoncer et décrire des perspectives nouvelles

- 2.3.1 explorer, faire preuve de curiosité et d'ouverture d'esprit
- 2.3.2 apporter un regard critique
- 2.3.4 développer une pensée autonome

3. Compétences qui relèvent de la communication et du réinvestissement

- 3.1 Construire une argumentation scientifique en articulant différentes références
 - 3.1.1 maîtriser les connaissances scientifiques relevant du champ disciplinaire et d'autres disciplines, ainsi que les concepts associés
 - 3.1.2 identifier une question dans un contexte posé
 - 3.1.3 intégrer différents éléments, les hiérarchiser, les articuler, les mettre en perspective, apporter un regard critique
 - 3.1.4 structurer un raisonnement et maîtriser des relations de causalité
 - 3.1.5 construire une démonstration en suivant une progression logique
 - 3.1.6 construire une argumentation écrite comme orale
 - 3.1.7 maîtriser des techniques de communication (synthèse, structure, clarté de l'expression, maîtrise du langage en particulier scientifique)
- 3.2 Organiser une production écrite
 - 3.2.1 s'exprimer correctement à l'écrit
 - 3.2.2 appuyer son propos sur des représentations graphiques appropriées
- 3.3 Structurer et présenter une communication orale
 - 3.3.1 s'exprimer correctement à l'oral
 - 3.3.2 appuyer son propos sur des supports graphiques appropriés
 - 3.3.3 convaincre
 - 3.3.4 s'adapter au contexte de la communication, savoir dialoguer

Structure de la planète Terre

Chapitre 1

Plan

- 1.1 La structure en enveloppes concentriques de la Terre
- 1.2 La Terre solide, un corps rocheux silicaté et métallique
- 1.3 Les enveloppes fluides de la Terre

Introduction

La Terre est une planète rocheuse du système solaire. Elle est entourée d'enveloppes externes fluides (atmosphère et hydrosphère).

- Quelles sont la nature et les propriétés des enveloppes solides et fluides de la Terre ?
- Comment sont-elles organisées ?

1.1 LA STRUCTURE EN ENVELOPPES CONCENTRIQUES DE LA TERRE

Connaissances clés

La Terre est constituée d'enveloppes concentriques solides, liquides et gazeuses qui se distinguent par leur nature et leurs propriétés physico-chimiques.

Les principales enveloppes solides sont les croûtes, le manteau, le noyau (noyau externe et graine), la lithosphère, l'asthénosphère et le manteau inférieur.

Capacités exigibles

- ➔ Exploiter et relier des données permettant d'établir des discontinuités physiques ou chimiques dans le globe.
- ➔ Exploiter et relier des données montrant la nature des enveloppes solides du globe.
- ➔ Présenter un modèle radial de la Terre solide (modèle PREM).

L'étude des discontinuités s'appuie sur les connaissances acquises au lycée. Les travaux historiques permettant de les établir ne sont pas à connaître. L'architecture des silicates est introduite à propos de l'étude d'une transition de phase. La minéralogie du manteau n'est pas à connaître dans le détail. La diversité des structures silicatées n'est présentée dans la suite du programme que lorsque l'item l'exige.

1.1.1. Informations tirées des sismogrammes

■ Notions initiales

La structure interne de la Terre peut être établie grâce à « l'échographie » sismique du globe. Un séisme génère des ondes qui se propagent depuis l'hypocentre (= foyer) et dans toutes les directions au travers des matériaux constitutifs du globe. Leur enregistrement dans différentes stations sismiques situées à la surface du globe permet de disposer de multiples sismogrammes.

Deux types d'ondes existent et doivent être différenciés :

- Des **ondes de volume** qui se propagent en profondeur à travers tout le globe. Ce sont les **ondes P** (pour pression) et les **ondes S** (pour *shear*, cisaillement en anglais). Pour les ondes P la déformation qui se propage se fait selon l'axe de propagation alors que pour les ondes S elle se fait perpendiculairement à l'axe de propagation.

- Des **ondes de surface** qui ne peuvent donc pas renseigner sur la structure interne du globe. L'étude de la propagation des ondes sismiques a permis d'établir que les enveloppes terrestres sont de plus en plus denses avec la profondeur.
- L'analyse des sismogrammes obtenus en diverses stations pour un même séisme permet de construire les **hodochrones des ondes** ; pour chaque onde, l'hodochrone représente le temps mis par l'onde pour parcourir la distance entre l'épicentre et la station où est situé le sismographe en fonction de cette distance (figure 1.1).

Compétence
1.1

Application 1.1 Analyse d'un hodographe

L'étude d'un séisme a permis d'enregistrer les sismogrammes correspondants à diverses stations sismiques et de tracer les hodochrones (figure 1.1).

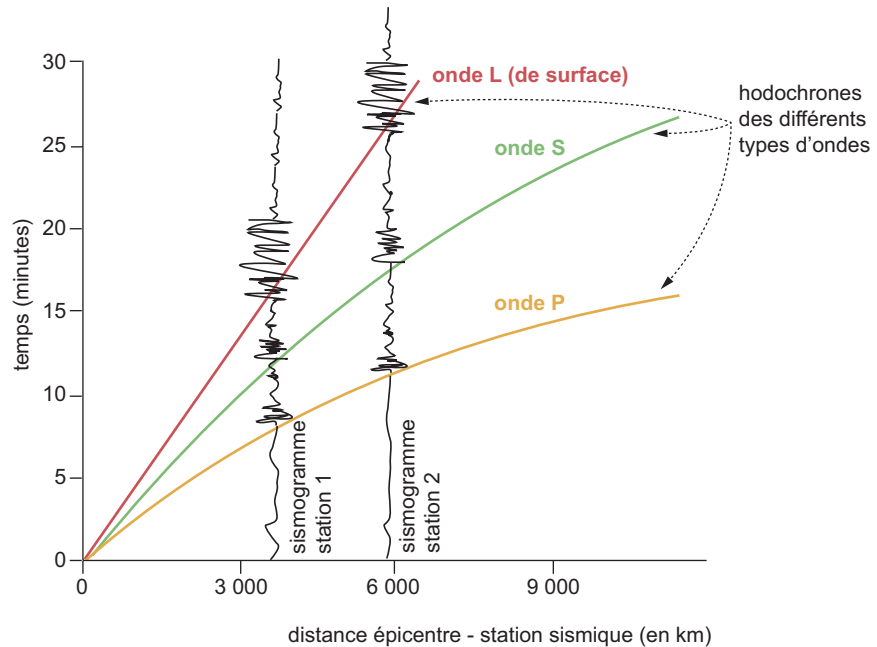


FIGURE 1.1 Hodographes.

La vitesse des ondes de volume peut être calculée à partir des relations développées dans la figure 1.2.

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

ρ = masse volumique

K = module d'incompressibilité

μ = module de cisaillement

$\mu = 0$ pour les liquides car ils ne peuvent pas être cisailés

Pour un matériel solide donné, K et μ deviennent plus faibles lorsque ce matériau est plus souple (plus ductile).

FIGURE 1.2 Formules des vitesses des ondes sismiques de volume.

1. Analysez l'hodographe obtenu.
2. Précisez comment évolue la vitesse des ondes P et S en fonction des paramètres K , μ et ρ .
3. En tenant compte des formules des vitesses des ondes P et S (figure 1.2) et des hodochrones (figure 1.1), et en admettant que la densité des matériaux augmente en profondeur, expliquez comment évoluent les modules de cisaillement et d'incompressibilité avec la profondeur.
4. Interprétez la similitude qui existe entre les hodographes obtenus pour tous les séismes quelle que soit leur localisation.

■ Corrigé

1. Les ondes P et S voient leurs vitesses augmenter avec la distance à l'épicentre contrairement à la vitesse des ondes de surface qui reste constante (la courbe est une droite).
2. Plus un matériau est difficile à comprimer (K est grand), plus l'onde P se propage rapidement. Plus un matériau est difficile à déformer par cisaillement (μ est grand), plus les ondes P et S se propagent vite. Enfin, l'augmentation de densité d'un matériau entraînerait une diminution de la vitesse de propagation des ondes P et S.
3. On sait que les matériaux sont de plus en plus denses avec la profondeur. Or, les hodochrones traduisent une augmentation des vitesses des ondes P et S ! Ceci semble incohérent avec une plus forte masse volumique car ce dernier paramètre figure au dénominateur des formules de vitesse. Il est donc nécessaire d'envisager que μ , et/ou K augmentent également avec la profondeur plus fortement que la masse volumique.

Par ailleurs, les ondes S ne sont enregistrées qu'entre l'épicentre et la distance épicentrale de 11 500 km. Elles ne le sont pas au-delà contrairement aux ondes P. Les ondes de volume ont traversé un matériau profond qui ne permet pas la propagation des ondes S : c'est un matériau liquide pour lequel μ est nul. Ainsi, la vitesse des ondes S est nulle tandis que celle des ondes P dépend alors uniquement de la masse volumique et du module d'incompressibilité du matériau.

4. Pour des séismes divers, les courbes obtenues sont toujours semblables. Ceci permet de conclure que le globe terrestre a une structure de symétrie sphérique.

1.1.2 Informations tirées du trajet des ondes sismiques

■ Notions initiales

En assimilant le trajet des ondes sismiques à des rais sismiques auxquels s'appliquent les lois d'optique de Snell-Descartes, il est possible de définir une **discontinuité sismique** comme l'interface entre deux milieux dans lesquels une onde sismique se propage à deux vitesses différentes (figure 1.3). Donc, si deux milieux présentent une différence de densité, ils seront séparés par une surface de discontinuité sur laquelle une onde sismique peut être, selon son angle d'incidence) réfléchi voire réfracté.

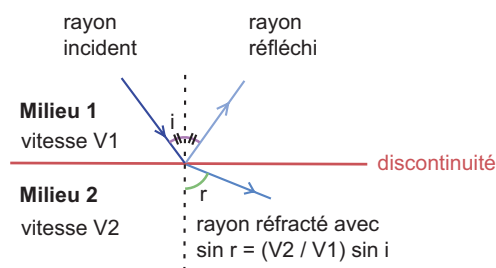


FIGURE 1.3 Loi d'optique de Snell-Descartes.

Compétences
1.1, 3.2

Application 1.2 Localisation des discontinuités sismiques

À partir de l'enregistrement de la vitesse des ondes P et S en fonction de la profondeur (figure 1.4), localisez les principales discontinuités sismiques. Placez ces discontinuités et les enveloppes terrestres ainsi délimitées sur un schéma d'une portion de globe terrestre.

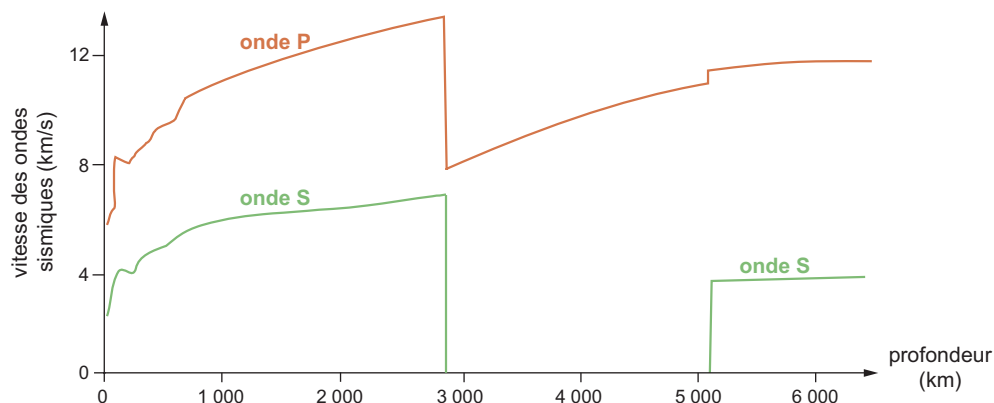


FIGURE 1.4 Vitesse des ondes sismiques P et S.

■ Corrigé

Un changement brutal de vitesse peut intervenir au niveau d'une interface séparant deux milieux différents (discontinuité sismique).

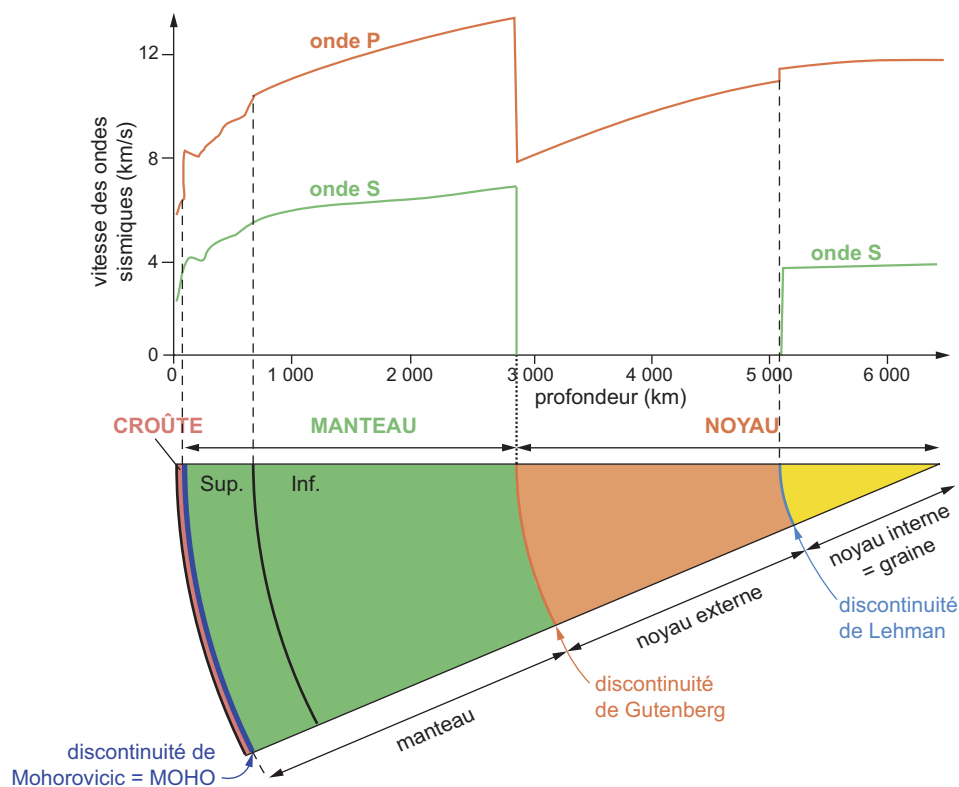


FIGURE 1.5 Principales discontinuités sismiques du globe terrestre.

On observe :

- une accélération d'environ 2 km/s des ondes P et S à environ 50 km de profondeur (ce nombre est approximatif étant donné la précision du document à cette échelle) ;
- une chute importante (6 km/s environ) de la vitesse des ondes P et l'absence brutale des ondes S à 2 900 km de profondeur ;
- une accélération faible (0,5 km/s) des ondes P et la présence à nouveau des ondes S à 5 100 km de profondeur.

Ainsi, trois discontinuités sismiques principales ont été mises en évidence : le modèle radial PREM (*Preliminary Reference Earth Model*) (figure 1.5) est un modèle sismique du globe terrestre.

Bilan et généralisation

La profondeur des discontinuités profondes peut être calculée grâce à la présence d'une **zone d'ombre** : c'est la région du globe où, pour un séisme donné, les enregistrements d'ondes sismiques n'ayant jamais changé de formes au cours de leur propagation (donc d'ondes demeurées sous formes P ou S) sont très faibles voire nuls (figures 1.5 et 1.6). Ainsi, la zone d'ombre entre 105° et 142° de distance angulaire à l'épicentre permet d'établir la profondeur de la discontinuité séparant le manteau du noyau à 2 900 km.

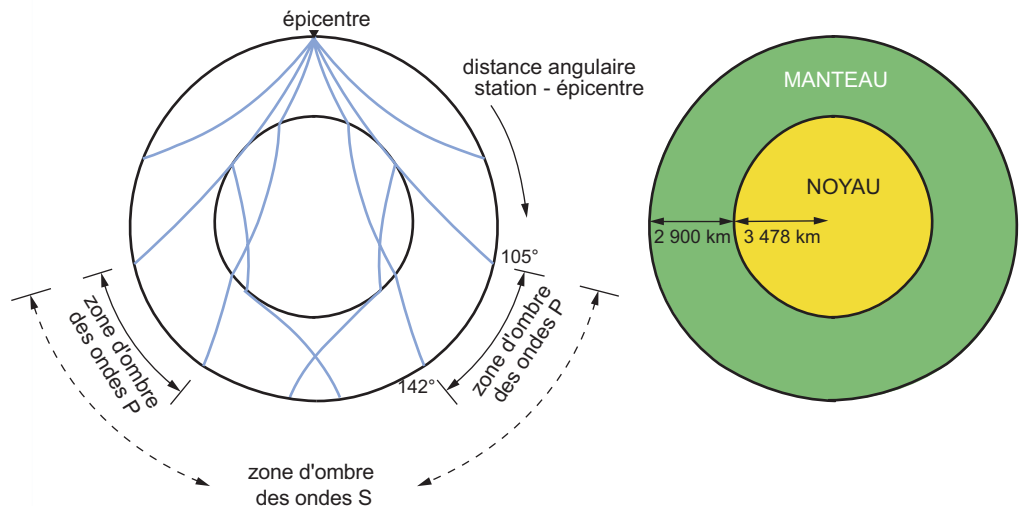


FIGURE 1.6 Existence d'une zone d'ombre des ondes P : géométrie des rais sismiques à l'intérieur du globe et schéma structural interprétatif.

Ainsi, trois discontinuités majeures ont pu être identifiées ; elles séparent les principales enveloppes terrestres internes (figure 1.5) :

- La **discontinuité de Mohorovicic**, aussi appelée le **MOHO**, sépare la croûte du manteau à une profondeur comprise entre 0 km et 80 km (moyenne de 30 km sous les continents, et de 6 à 7 km sous les océans).
- La **discontinuité de Gutenberg** sépare le manteau solide du noyau externe à l'état liquide à 2 900 km de profondeur.
- La **discontinuité de Lehman** sépare le noyau externe liquide du noyau interne à l'état solide à 5 100 km de profondeur.

Les ondes S, cisailantes, ne se propagent pas dans les liquides ; cette propriété permet de caractériser le noyau externe comme la seule enveloppe interne à l'état liquide, contrairement aux autres qui sont solides.

La croûte et manteau sont donc les deux enveloppes solides les plus externes de la Terre : comment sont-elles organisées et différenciées l'une de l'autre ?

Voir chapitre 12,
figure 12.9

1.2 LA TERRE SOLIDE, UN CORPS ROCHEUX SILICATÉ ET MÉTALLIQUE

1.2.1 La croûte, enveloppe stratifiée de silicates

Notions initiales

Voir TP 4

La **croûte continentale** a une composition globale d'un granite ou d'une granodiorite dans sa partie supérieure et d'un granite métamorphisé et déshydraté (gneiss) dans sa partie inférieure. La **croûte océanique** présente typiquement 3 niveaux qui, de la surface vers la profondeur, sont : des sédiments, des basaltes puis des gabbros.

Compétences
1.1, 2.1 et 2.2

Application 1.3 Comparaison des croûtes continentale et océanique

1. À partir de la [figure 1.4](#), rappelez les vitesses des ondes P et S dans la croûte et le manteau superficiel.
2. Localisez le Moho à partir des données de la [figure 1.7](#) puis comparez les épaisseurs des croûtes continentale et océanique.

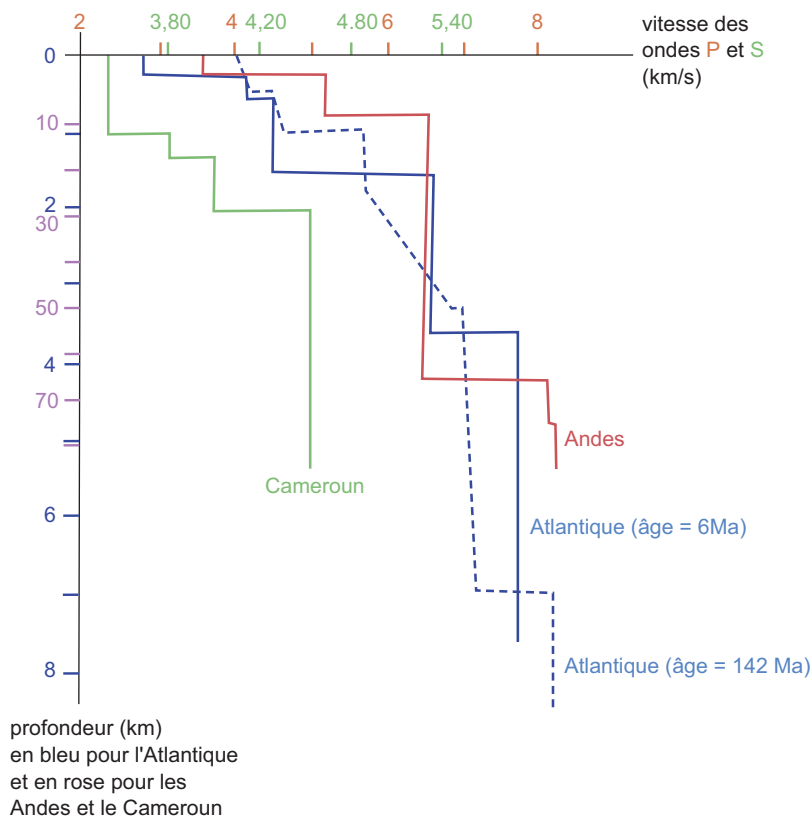


FIGURE 1.7 Profils de vitesse d'ondes sismiques.

Les profils pour l'océan Atlantique et les Andes sont réalisés pour des ondes P tandis que celui au Cameroun l'est pour des ondes S.

3. En vous basant sur les données du [tableau 1.1](#) et sur les profils de vitesse des ondes P, proposez une structure de la croûte océanique de 6 Ma et de la croûte continentale dans les Andes.

TABLEAU 1.1 Vitesses des ondes P mesurées en laboratoire dans quelques roches.

	Sédiments argileux non consolidés	Sédiments argileux compacts	Granites, granodiorites	Basaltes	Gabbros	Gneiss	Péridotites
Vitesse des ondes P (km/s)	1,5 à 2,7	3,9 à 5,5	4,6 à 6,3	4,0 à 6,6	6,5 à 6,8	6,5 à 7,6	7,8 à 8,4

4. Formulez une hypothèse pour expliquer l'évolution de l'épaisseur de la croûte océanique au cours du temps.

Google Earth permet d'étudier des données de forages océaniques : installer Google Earth.

- Aller sur le site dont l'adresse url est : <http://oceanleadership.org/>
- Dans la rubrique « rechercher » (cadre blanc en haut, à droite) écrire : expedition 168.
- Choisir « expedition 168 : Oozevidence ». Un fichier est téléchargé : Seafloor_bathymetry.kmz.
- Cliquer sur ce fichier : Google Earth s'ouvre.
- Se déplacer, à l'aide de la main sur l'écran qui permet de faire tourner le globe terrestre, vers la côte ouest du Canada : la ride Juan de Fuca est visible ainsi que les forages de l'expédition 168 (latitude entre 47.7796 et 47.9173 ; longitude entre -128.122 et -128.792). On peut cocher l'option « frontières et légendes » qui permet de se repérer : la ride Juan de Fuca est au large de Vancouver Islande et de la ville de Seattle.
- Utiliser le symbole + (à droite de la fenêtre) pour zoomer sur la zone à étudier.
- En cliquant sur chaque forage donné sur la carte (sur la case marquée d'une croix rouge), on a accès à différentes données.

5. Notez dans un tableau la distance par rapport à la ride de chaque forage et l'épaisseur des sédiments. Tracez sur le profil du toit du socle de la région étudiée ([figure 1.8](#)) le toit des sédiments en sachant qu'il n'y a pas de sédiments de 0 à 18 km de l'axe de la dorsale.

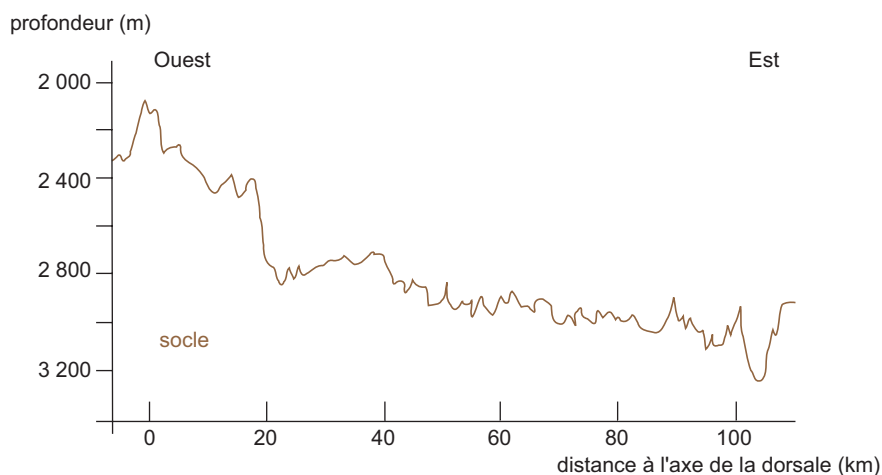


FIGURE 1.8 Profil du toit du socle au niveau de la ride Juan de Fuca.

6. Comparez le résultat obtenu dans la question 4 et les épaisseurs de sédiments à l’ouest de la dorsale atlantique (figure 1.9). Ces données vous permettent-elles de valider votre hypothèse formulée dans la question 3 ?

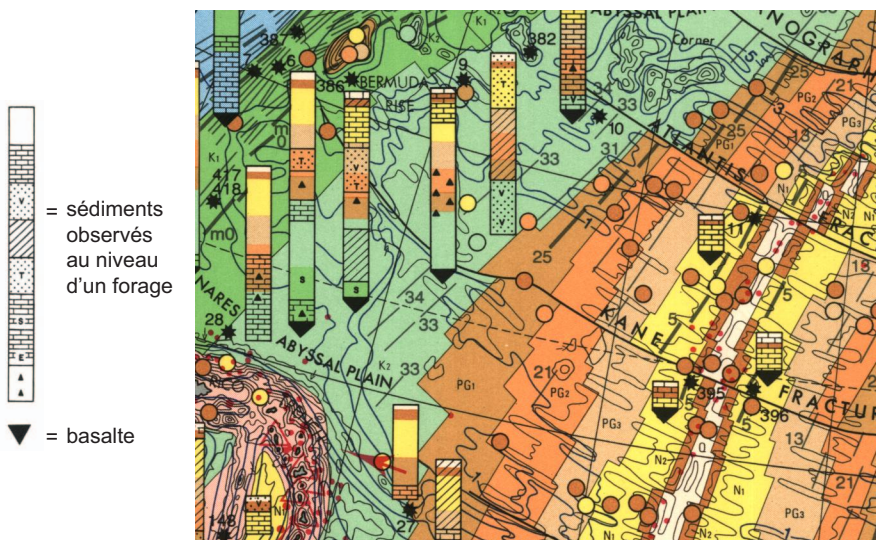


FIGURE 1.9 Extrait de la carte du fond de l’océan atlantique 1/34 000 000 (© UNESCO, CCGM, 1978).

■ Corrigé

- 1. Les ondes P ont une vitesse de 6 km/s environ dans la croûte et supérieure à 8 km/s dans le manteau. Les ondes S ont une vitesse de 3 km/s environ dans la croûte et supérieure à 4 km/s dans le manteau.
- 2. Le MOHO est matérialisé par un saut de vitesse (à 8 km/s pour les ondes P et 4 km/s pour les ondes S). Il se situe donc à 4 km pour la croûte jeune et à 7 km pour la croûte plus âgée dans l’Atlantique, à 30 km environ au Cameroun et à 65 km sous l’altiplano. Or, le Moho est la limite entre la croûte et le manteau. La croûte océanique est environ 4 à 10 fois plus fine que la croûte continentale.
- 3. À partir des profils de vitesse et des vitesses des ondes P mesurées dans des roches différentes, on peut proposer des hypothèses relatives à la nature des différentes parties de la croûte (tableau 1.2).

TABLEAU 1.2 Structure de la croûte déduite des profils de vitesse d’onde P.

	Profondeur (km)	Vitesse des ondes P (km/s)	Nature de la roche
Croûte océanique de l’Atlantique (6 Ma)	0 à 0,3	2,7	sédiments non consolidés
	0,3 à 0,6	4,1	sédiments consolidés
	0,6 à 1,7	4,4	basaltes ou sédiments consolidés
	1,7 à 3,6	6,7	gabbros ou gneiss
Croûte continentale dans les Andes	0 à 3	3,7	Sédiments compacts
	3 à 10	5,3	Granites ou granodiorites ou basaltes
	10 à 67	6,7	Gneiss ou gabbro

Organisation de la croûte océanique en bleu et celle de la croûte continentale en rouge.

Remarque : l'étude des vitesses sismiques ne permet pas toujours à elle seule d'établir la nature des roches traversées. D'autres données telles que l'analyse des roches remontées en surface grâce aux forages, l'étude des météorites sont indispensables pour compléter les données sismiques.

Voir chapitre 14
L'océan.

4. Au fur et à mesure que la croûte océanique s'éloigne de l'axe de la dorsale, des sédiments se déposent. C'est leur accumulation progressive qui explique l'épaississement de la croûte océanique. Attention à ne pas confondre avec l'épaississement de la lithosphère océanique lié à la formation de manteau lithosphérique à partir de manteau asthénosphérique.
5. À partir des données du fichier, le tableau des épaisseurs de sédiments par rapport aux distances à l'axe de la dorsale peut être construit (tableau 1.3).

TABLEAU 1.3 distance à l'axe de la dorsale (ride Juan de Fuca) et épaisseur des sédiments à partir de l'analyse des forages.

Référence du forage	Distance à l'axe de la dorsale (km)	Épaisseur des sédiments (m)
1023	22	315,5
1024	27	342
1025	34	268
1030-1031	41	194
1028	46	139
1029	56	254
1032	76	416
1026	99	324
1027	102	537

Pour une distance d à l'axe de la dorsale, la profondeur du toit des sédiments s'obtient en soustrayant à la profondeur du toit du socle l'épaisseur des sédiments. (figure 1.10).

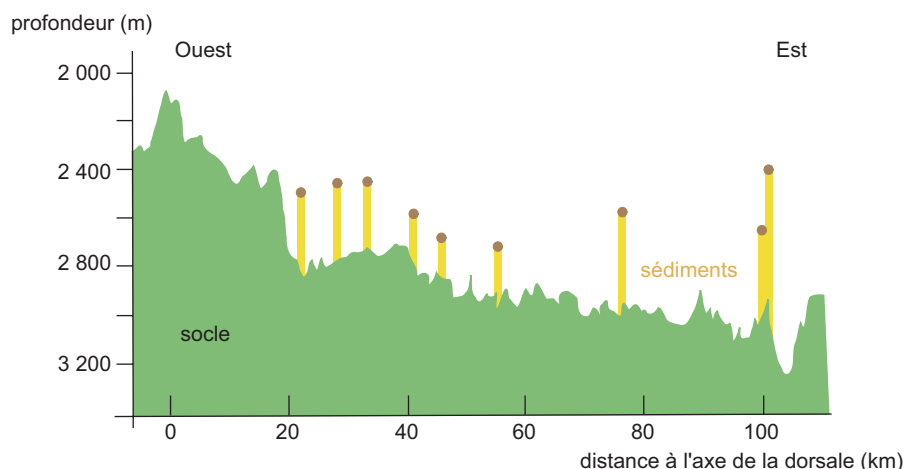


FIGURE 1.10 Épaisseur des sédiments en fonction de l'éloignement par rapport à l'axe de la dorsale (ride Juan de Fuca) (d'après Davis et al.).

6. Pour être sûr d'évaluer l'épaisseur totale des sédiments, il faut prendre en compte uniquement les données de forages qui atteignent le basalte (la base de la colonne est un triangle noir). Entre la fracture Kane et la fracture Atlantis 5 forages atteignent le basalte. Les données des 5 forages montrent une augmentation de l'épaisseur des sédiments de l'axe à 1 850 km. Ces données corroborent celles établies auparavant (question 4). Par contre, cette tendance n'est pas déductible des données de la question 5. La trop faible distance prise en compte (une centaine de km) peut en être la cause.

Bilan et généralisation

La croûte continentale (30 à 70 km environ) est plus épaisse que la croûte océanique (7 à 15 km environ). Elles sont toutes deux constituées de roches silicatées et sont généralement décrites comme globalement stratifiées. Cependant, de nombreuses variations peuvent exister autour de ce schéma général (figure 1.11) quant à la présence de chacune des couches, et quant à leur épaisseur relative.

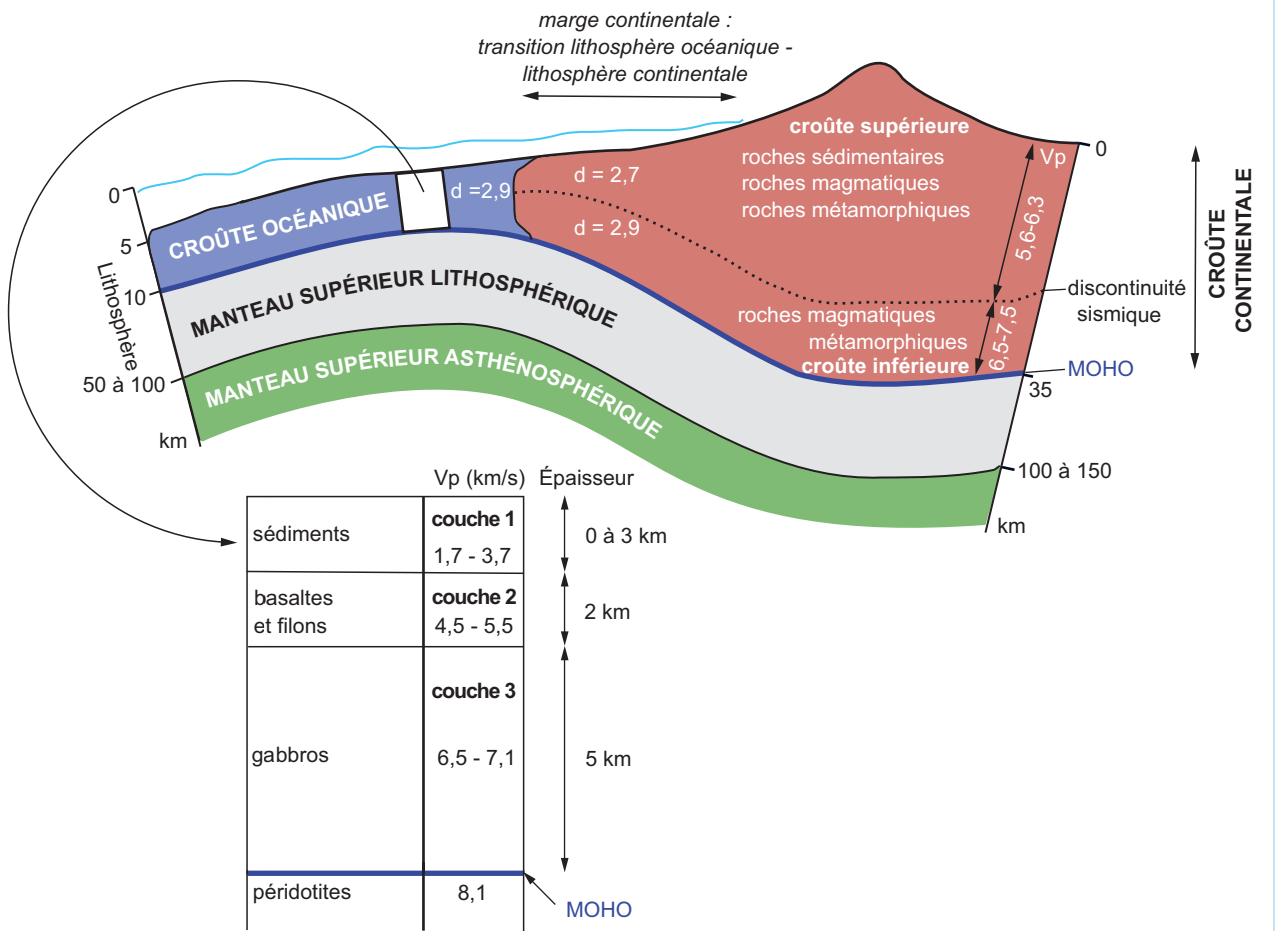


FIGURE 1.11 Organisation comparative des croûtes océanique et continentale.

grand et/ou que μ est plus faible. De 50 à 300 km de profondeur, la masse volumique augmente. μ augmente aussi en fonction de la profondeur et normalement plus fortement que ρ donc ici cela veut dire que μ n'augmente pas suffisamment donc que le matériau a un μ anormalement faible. De plus, les ondes S sont enregistrées à une vitesse non nulle : le matériau traversé est solide. Si μ est plus faible, cela signifie que le matériau solide est donc plus ductile. En effet, le géotherme à ces profondeurs-là recoupe la courbe du solidus hydraté de la péridotite et se rapproche étroitement de la courbe du solidus sec de la péridotite. Le manteau péridotitique ne fond pas massivement mais voit son comportement se modifier : de solide il devient ductile lorsque la péridotite est anhydre et très localement, lorsque cette dernière est hydratée, des poches de magma peuvent se former.

Bilan et généralisation

Il existe dans le manteau une zone d'une centaine de kilomètres d'épaisseur, non délimitée par des discontinuités sismiques, mais caractérisée par un ralentissement de la propagation des ondes P et S (figure 1.12) : c'est la **LVZ** (*Low Velocity Zone*). Dans cette zone située à une profondeur variable (la profondeur de sa limite supérieure varie entre 25 et 150 km de profondeur) et dont l'épaisseur est proche d'une centaine de kilomètres, le manteau bien que solide présente un comportement plus ductile (souple).

La LVZ constitue la couche supérieure de l'**asthénosphère**, portion du manteau qui se prolonge jusqu'à 670 km et dans laquelle l'évolution de la vitesse des ondes sismiques avec la profondeur présente différents sauts de vitesse. Au-dessus, la **lithosphère** (figure 1.11) est formée par la croûte et le manteau lithosphérique.

Une **péridotite** est composée de pyroxènes, d'olivines et d'un minéral accessoire dont la nature dépend de la profondeur.

Compétences 1.1 et 2.1

Application 1.5 Analyse des transitions de phases mantelliques

Le diagramme de phases de l'olivine forstérite (figure 1.13) a été établi expérimentalement grâce à des analyses en enclume à diamant (dispositif expérimental permettant d'atteindre les pressions requises).

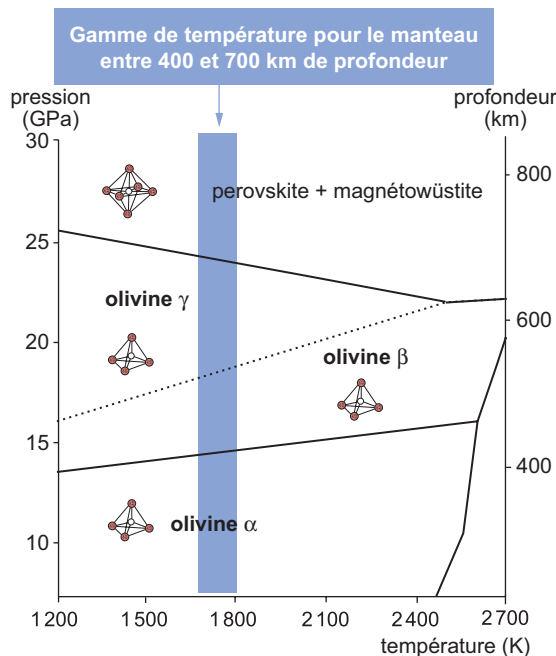


FIGURE 1.13 Diagramme de phases de la forstérite (en rouge : atomes de O, en blanc : atomes de Si).

1. Pour les températures mantelliques, décrivez l'évolution des minéraux de forstérite avec la profondeur.
2. Comparez les proportions de Si par rapport à O dans les différentes phases et mettez vos observations en relation avec l'évolution de la pression, de la masse volumique du manteau, de la vitesse des ondes sismiques selon la profondeur. Concluez quant à la composition minéralogique du manteau en profondeur.

■ Corrigé

1. Pour répondre, il faut suivre l'axe vertical correspond aux températures du manteau (1 700 à 1 800 °C) : de la surface à environ 420 km de profondeur, la forstérite est sous la forme d'olivine α , de 420 à 570 km environ elle est sous la forme d'olivine β , de 570 à 680 km elle est sous la forme d'olivine γ puis de 680 à 750 km sous la forme de perovskite et de magnésio-wüstite.
2. Pour les phases α , β et γ l'atome de silicium est entouré de 4 oxygènes (il est de coordinence 4) soit 2 de moins que dans la structure perovskite (où il est de coordinence 6). Or, avec la profondeur, la pression augmente : elle conduit à une structure de plus grande coordinence. Une transition de l'olivine à la perovskite s'accompagne donc d'une augmentation de la masse volumique du manteau avec la profondeur. Elle peut expliquer le saut de vitesse sismique constaté vers 670 km de profondeur.

■ Bilan et généralisation

Les pyroxènes et les olivines voient leur structure se modifier avec la profondeur : elle devient plus compacte. Ces minéraux sont construits sur une base de tétraèdres $[\text{SiO}_4]^{4-}$. Jusqu'à une profondeur de 410 km, l'olivine alpha est constituée de tétraèdres isolés, empilés les uns à proximité des autres ménageant entre des espaces occupés par du fer et du magnésium. Entre 410 km et 670 km, les tétraèdres se réorganisent en une structure plus compacte dont la densité s'accroît de 10 %. Cela permet d'expliquer l'augmentation de vitesse des ondes sismiques dans cet intervalle de profondeur. L'augmentation de densité entre les deux olivines bêta et gamma n'est pas suffisante pour engendrer un saut de vitesse. Au-delà de 670 km de profondeur, les olivines se séparent en deux phases plus denses : une phase comporte des octaèdres inclinés les uns par rapport aux autres dans lesquels un atome de silicium est entouré de 6 oxygènes au lieu de 4 (phase **perovskite**), l'autre phase présente un atome métallique (magnésium ou fer) entouré de 12 oxygènes (magnétowüstite). Ces minéraux, de densité plus élevée sont responsables du saut de vitesse observé à 670 km, limite entre manteau supérieur et manteau inférieur.

À partir de 670 km, la vitesse des ondes sismiques augmente régulièrement jusqu'à 2 900 km ; la profondeur de 670 km correspond à la limite entre le manteau supérieur hétérogène et le manteau inférieur d'apparence plus homogène.

À la base du manteau inférieur, la limite entre manteau et noyau correspond davantage à une couche limite qu'à une réelle discontinuité : c'est la **couche D''** épaisse de 200 km environ due à l'interpénétration des matériaux du manteau et du noyau.

1.2.3 Le noyau

Notions initiales

Le **noyau** est formé d'un alliage de fer et de nickel très dense.

Compétences
1.1, 2.1 et 2.2

Application 1.6 Étude de quelques météorites et apports pour la connaissance de la structure interne de la Terre

Les chondrites sont des météorites qui ont le même âge et la même composition globale que la Terre. Elles ont une composition et une structure homogènes. Les météorites achondrites sont plus jeunes que les chondrites : on admet qu'elles proviennent de l'explosion de certains petits corps planétaires partageant avec les planètes actuelles une origine commune d'objets différenciés en enveloppes concentriques (figure 1.14).

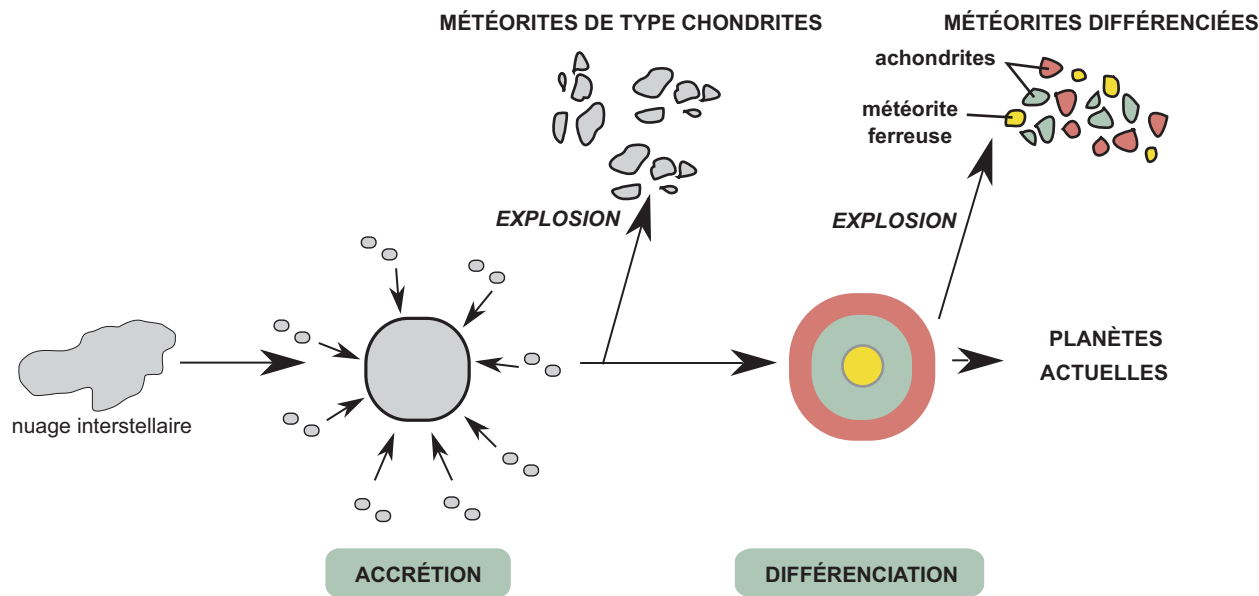


FIGURE 1.14 Formation des météorites chondritiques et achondritiques.

Une chondrite portée à 1 700 °C sous une pression de 1 atmosphère fond entièrement. Le liquide obtenu placé dans un tube est mis à refroidir progressivement. Des cristaux croissent et se retrouvent à divers niveaux du tube : les feldspaths plagioclases en haut, les olivines mélangées aux pyroxènes plus bas, le culot du tube étant essentiellement constitué de fer. La masse volumique de ces composés est évaluée (tableau 1.4).

TABLEAU 1.4 Masse volumique de quelques constituants.

Constituants	Feldspaths plagioclases	Pyroxènes	Olivines	Fer
Masse volumique (g/cm ³)	2,7	3,3	3,3	9

Afin de comparer les météorites à la Terre, leurs compositions en oxydes et leurs compositions modales peuvent être établies (tableau 1.5).

TABLEAU 1.5 Composition en oxydes de quelques roches.

Oxydes (en %)	Météorite ferreuse	Achondrite de type Eucrite	Achondrite de type Aubrite	Chondrite (enstatite)	Péridotite lherzolite	Basalte
SiO ₂		49,7	56,4	35,3	45,3	49,2
MgO		6,9	35,5	17,5	41,3	6,81
Al ₂ O ₃		12,3	2,20	1,45	3,6	15,8
CaO		10,7	1,72	0,95	1,9	9,91
Na ₂ O		0,62	0,96	1,01	0,2	2,21
K ₂ O		0,07	0,11	0,11	0,1	0,40
CO ₂	37					
Fer total	62	17,8	< 0,15	33,2	7,3	11,2
autres	1	1,91	2,96	10,5	0,3	4,47

1. À partir des masses volumiques (tableau 1.4) et des compositions en oxydes (tableau 1.5), expliquez en quoi l'étude des météorites permet de comprendre la structure interne du globe terrestre.

Les pallasites sont des météorites particulières qui montrent des cristaux d'olivines de grande taille enchâssés dans une matrice de fer.

2. Quelle région du globe terrestre peut ressembler aux météorites pallasites ?
Les chondrites présentent des minéraux de phase de haute pression (ex. : olivine de structures bêta et gamma, figure 1.14) qui se seraient formés suite aux chocs très violents entre la météorite et un corps planétésimal.
3. Expliquez quel est l'intérêt des études sur les olivines formées à la suite de chocs sur les chondrites.

■ Corrigé

1. Les chondrites présentent les éléments chimiques permettant la formation des minéraux typiques de diverses enveloppes terrestres : feldspaths plagioclases, olivines et pyroxènes constitutifs d'un basalte ou d'un gabbro de la croûte océanique ; olivines et pyroxènes d'une péridotite mantellique mais aussi du fer présent dans le noyau terrestre.

Les eucrites ont une composition en oxydes proches des basaltes (tableau 1.5) ce qui les rapproche de la croûte océanique, les aubrites d'une lherzolite présente dans le manteau tandis que les météorites ferreuses sont proches du noyau formé d'un alliage de fer et de nickel. D'après les données de masses volumiques (tableau 1.4), on peut émettre l'hypothèse que, sous l'effet de la gravité, les constituants terrestres se sont organisés en enveloppes concentriques de masses volumiques croissantes vers le centre de la planète. Les enveloppes ainsi formées correspondent aux différentes météorites achondritiques qui sont plus jeunes et différenciées. On peut penser que la Terre était d'abord une masse homogène (comme les chondrites) puis que ses constituants se sont séparés en fonction de leur masse volumique et se sont organisés en enveloppes concentriques.

2. Les pallasites montrent des caractéristiques du manteau (cristaux d'olivine) et du noyau (matrice de fer) : elles peuvent être rapportées à la limite entre ces deux enveloppes *i. e.* la couche D'' située à 2 900 km de profondeur environ.
3. Les olivines formées lors de chocs violents sont de structures différentes des olivines connues en surface : on peut émettre l'hypothèse qu'au sein du globe terrestre, les minéraux de forstérite étant soumis à des pressions fortes subissent aussi des modifications de phases et que l'étude des minéraux observés en surface de certaines chondrites choquées peut nous renseigner sur ces transitions.

Bilan et généralisation

Cette échographie sismique de la Terre a donc permis de proposer un **modèle structural** à **symétrie sphérique** ; Dziewonski et Anderson se sont essayés à cet exercice en proposant le **modèle PREM** (*Preliminary Reference Earth Model*), qui est un modèle de profil de vitesse dans lequel les sauts brusques de vitesse sont interprétés comme des discontinuités limitant des enveloppes concentriques (figure 1.15).

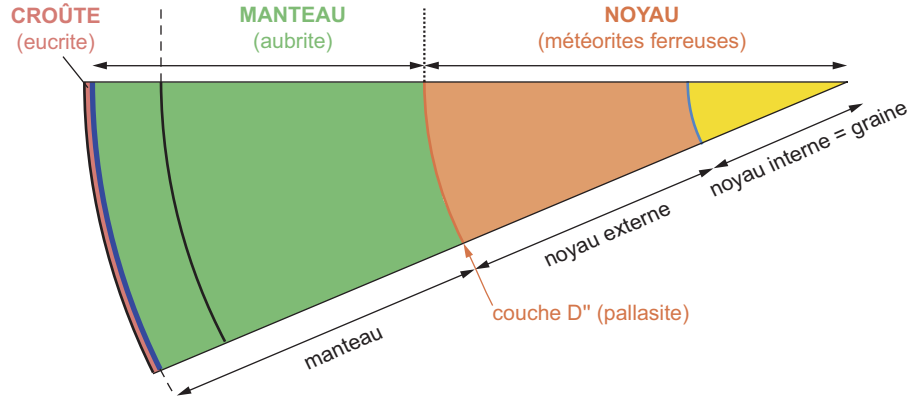


FIGURE 1.15 Le modèle PREM et les météorites de composition équivalente aux enveloppes du globe terrestre. Le nom des météorites est noté entre parenthèses.

La surface solide du globe terrestre est recouverte d'enveloppes plus externes, fluides, avec lesquelles interagit une dernière enveloppe spécifique à la Terre au sein du système solaire, la biosphère.

1.3 LES ENVELOPPES FLUIDES DE LA TERRE

Connaissances clés

Les enveloppes fluides sont l'hydrosphère et l'atmosphère.

Capacités exigibles

- ➔ Exploiter des données montrant la stratification des enveloppes fluides ; pour l'atmosphère, on se limite à troposphère et stratosphère.

1.3.1 Nature des enveloppes externes fluides : hydrosphère et atmosphère

Notions initiales

La Terre est la seule planète du système solaire à posséder une température de surface qui permette à l'eau d'y exister sous trois états : liquide, solide (glace) et gaz (vapeur d'eau).

L'**hydrosphère**, enveloppe regroupant les différentes formes d'eau présentes à la surface du globe terrestre, est composée à plus de 98 % d'eau à l'état liquide dont 99 % sont constitués par l'eau des mers et des océans. 72 % de la surface de la Terre est recouverte par les océans ce qui lui vaut d'ailleurs son qualificatif de planète bleue.

Au contact de lithosphère et de l'hydrosphère qu'elle contient en partie (vapeur d'eau), l'**atmosphère** est un mélange de gaz et de particules retenus autour de la planète grâce au champ gravitationnel.